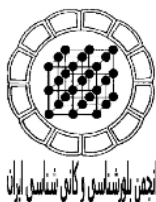
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۴۴۵ تا ۴۶۰



[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]

سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی شیل‌های کوه کمر در برش روم (جنوب قائن) برای تعیین خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی

صدیقه زیرجانی‌زاده[*1]، یعقوب نصیری[1]، سیدخلیل فروزنده[2]، سمیرا تقدیسی نیک‌بخت[1]، حمید حافظی مقدس[2]، محمد امین زارعی درمیان[3]

۱ - مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- گروه مهندسی معدن، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۳/۱۸، نسخه نهایی: ۹۸/۸/۴)

چکیده: منطقه شیل کوه کمر با ستبرای ۳۵۴ متر از سنگ‌های سیلیسی آواری (ماسه سنگ و شیل) تشکیل شده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که ماسه سنگ‌های این منطقه در دو گروه نیمه آرکوز و آرکوز قرار دارند. این ماسه سنگ‌ها بیشتر از کوارتزهای بس‌بلوری و تک‌بلوری و فلدسپار پتاسیم با جورشدگی متوسط و گردشدگی نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده تشکیل شده‌اند و رسیدگی ترکیبی و بافتی متوسط تا پایینی را نشان می‌دهند. از نظر سنگ‌نگاری، شیل‌ها غنی از کوارتز، آلبیت، کلسیت و دارای مقدار کمی کانی رسی (ایلیت و کلریت) هستند. تصاویر مکروسکپ الکترونی روبشی (SEM) نیز نشان‌دهنده کانی‌های رسی ایلیت و کلریت در این شیل‌هاست. به منظور تعیین برخاستگاه، شیل‌های این منطقه تجزیه زمین‌شیمی شدند که نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی، تخلیه در مقدار SiO_2، Al_2O_3، Na_2O، P_2O_5 و عناصر فرعی Sr, Cu, Nb, Ba و غنی‌شدگی در U و CaO را نشان می‌دهند. نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 و نمودارهای سه تایی $(MgO+TiO_2+FeO)$، (K_2O+Na_2O)، (SiO2/20) و همچنین Al_2O_3، $(CaO+Na_2O+ K_2O)$، $(FeO+MgO)$ خاستگاه اصلی شیل‌های این منطقه را یک سنگ آذرین حدواسط پیشنهاد می‌کند. (CIA) و (PIA) محاسبه شده بیانگر هوازدگی شیمیایی ضعیف تا متوسط و آب و هوای خشک و نیمه خشک در ناحیه خاستگاه هستند. نمودارهای تابعی برپایه اکسیدهای عناصر اصلی (SiO_2 نسبت بهK_2O/Na_2O) و همچنین نمودار سه تایی (Na_2O+K_2O)، $(SiO_2/20)$، $(TiO_2+MgO+Fe_2O_3)$ نشان می‌دهد که شیل‌های این منطقه در جایگاه قاره‌ای فعال قرار دارند. بازسازی جغرافیای دیرینه برای این منطقه طی ائوسن نشان می‌دهد که رسوبگذاری این منطقه در یک حوضه درون قاره‌ای در حال فرونشینی رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: *زمین شیمی؛ هوازدگی شیمیایی؛ سنگ خاستگاه؛ برخاستگاه؛ جنوب قائن؛ فلیش شرق.*

مقدمه

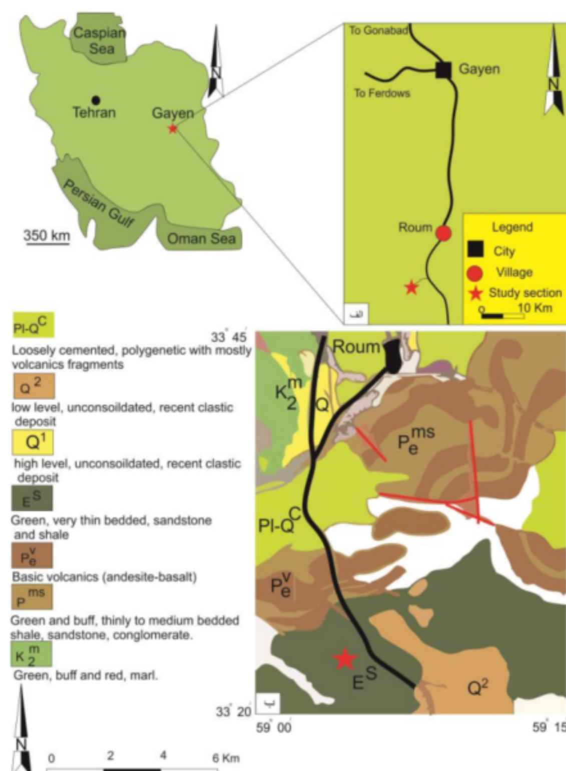
شناخت برخاستگاه سنگ‌های رسوبی آواری در بررسی جغرافیای دیرینه سودمند است [۱]. ترکیب رسوب‌های آواری وابسته به نوع سنگ‌های ناحیه خاستگاه، آب و هوا و پستی و بلندی است که همه در کنترل زمین‌ساخت هستند [۳،۲]. اگر چه با بررسی‌های سنگ‌نگاری می‌توان برخاستگاه سنگ‌های آواری را تفسیر کرد؛ اما بررسی‌های زمین شیمی و استفاده از نمودارهای تفکیکی می‌تواند ابزار قدرتمندی برای تشخیص برخاستگاه این سنگ‌ها باشد [۴-۶]. شیل‌ها به علت همگن و غیر قابل نفوذ بودن نسبت به سنگ‌نگاری ماسه سنگ‌ها، کاربرد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۵۹۸۵۹۶، نمابر: ۰۵۱۳۵۷۲۵۵۹۶۹، پست الکترونیکی: s.zirjanizadeh@gonabad.ac.ir

بهتری در بررسی‌های زمین‌شیمی برخاستگاه دارند [۷-۹]. ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های رسوبی آواری نشان‌دهنده ترکیب سنگ و جایگاه زمین‌ساختی ناحیه خاستگاه و عوامل محیطی شامل نوع و مدت زمان هوازدگی، سازوکار ترابرد محیط رسوبی و همچنین فرآیندهای پس از رسوبگذاری است. عوامل زمین‌شیمی چون عناصر اصلی و فرعی و نسبت‌های آن‌ها به طور گسترده برای تفسیر برخاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های سیلیسی آواری به کار می‌روند. از رفتار زمین‌شیمیایی عناصر فرعی حساس به اکسایش – کاهش نیز برای پی بردن به شرایط محیطی حوضه استفاده می‌شود. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های عنصری شیل‌های منطقه کوه کمر، برخاستگاه (تفسیر سنگ خاستگاه، محیط زمین‌ساختی و آب و هوای دیرینه) و شرایط زمین-شناسی ایران طی ائوسن بررسی شد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی از دیدگاه زمین‌ساختی در منطقه فلیش شرق ایران واقع است [۱۰]. قدیمی‌ترین سنگ‌های این ناحیه واحدهای سنگی وابسته به دوره کرتاسه پیشین هستند. در دوره ائوسن، رسوب‌های رخساره فلیشی شامل ماسه سنگ و شیل با دگرشیبی زاویه‌دار رسوب‌های کرتاسه را پوشانده‌اند. در دوره‌های الیگوسن پایانی و میوسن پیشین نیز بر حسب فاصله از این دو قطعه، رسوب‌های فلیشی وابسته به دوره پالئوژن چین‌خوردگی یافته و موجب تشکیل حوضه‌های رسوبی دوره نئوژن در سطح این ناحیه شده‌اند. سرانجام با چین‌خوردگی واحدهای رسوبی وابسته به دوره نئوژن در دوره پلیوکواترنر چهره کنونی این ناحیه شکل گرفته است. در این پژوهش، واحدهای ائوسن در برش روم در ۳۵ کیلومتری جنوب قائن (شکل ۱ الف) و در عرض جغرافیایی ´۲۰ °۳۲ شمالی و طول جغرافیایی ´۰۰ °۵۹ تا ´۱۵ °۵۹ شرقی بررسی شد (شکل ۱ ب). برش مورد بررسی ۳۵۴ متر ستبرا دارد و بیشتر شامل سنگ‌های سیلیسی آواری (ماسه سنگ و شیل) بوده و به صورت ناپیوسته روی سنگ آهک‌های کرتاسه جای گرفته است. شیل‌های این مجموعه از نوع شیل‌های سبز رنگ با فرسایش مدادی بوده و ماسه سنگ‌ها نیز متوسط تا نازک لایه با رنگ سبز زیتونی تا تیره هستند (شکل ۲). این واحدها در برگه زمین‌شناسی روم ائوسن پیشین در نظر گرفته شده است [۱۱].



شکل ۱ الف) راه‌های دسترسی به برش مورد بررسی. ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ روم که جایگاه برش مورد بررسی بر آن نشان داده شده است (برگرفته از مرجع [۱۱] با تغییرات).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]



شکل ۲ نماهایی از واحدهای مورد بررسی (دید به سمت شمال شرق).

روش بررسی

در این پژوهش، یک برش سطحی به ستبرای ۳۵۴ متر اندازه‌گیری و از منطقه مورد بررسی در مجموع ۳۵۰ نمونه ماسه سنگ و شیل برداشت شد. از این میان، ۳۰ نمونه شیل انتخاب شد که نماینده کل منطقه مورد مطالعه هستند. مقدار کربنات کلسیم در سیمان می‌تواند در نمونه‌ها خطا ایجاد کند؛ از این رو، نمونه‌هایی با کمترین مقدار کربنات کلسیم انتخاب شدند. به منظور تعیین اکسیدهای اصلی و فرعی، نمونه‌های پودر شده توسط طیف‌سنج فلئورسانس پرتو ایکس (XRF) فیلیپس مدل PW 1480 در آزمایشگاه تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمتیس خاور تجزیه شدند. به منظور تشخیص کانی‌شناسی رس‌های موجود در شیل‌ها از پراش سنج پرتوی X (XRD) استفاده شد. تعداد ۵ نمونه با کمترین مقدار کربنات انتخاب و پس از پودرشدن به آزمایشگاه کانسارهای بلورین آمتیس ارسال شده و توسط دستگاه Explorer Tcu 2000N تجزیه شدند. برای مطالعات میکروسکوپی، ۲ نمونه شیل کانسارهای بلورین آمتیس نخست در ابعاد کوچک شکسته و با روکش طلا پوشیده شد و سپس با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل LEO 1450Vp مجهز به طیف‌سنج پراش انرژی پرتوی X (EDX) بررسی شدند. برای تعیین سنگ خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی از نسبت اکسیدهای اصلی چون Al_2O_3، K_2O، Na_2O، SiO_2 و عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی استفاده شد. در این پژوهش، برای محاسبه شاخص هوازدگی شیمیایی (CIA) و شاخص تنوع ترکیبی (ICV) از روش McLennan استفاده شد به طوری که به دلیل مقادیر بالای CaO، برای اصلاح مقادیر، Na_2O در فرمول به CaO تبدیل می‌شود.

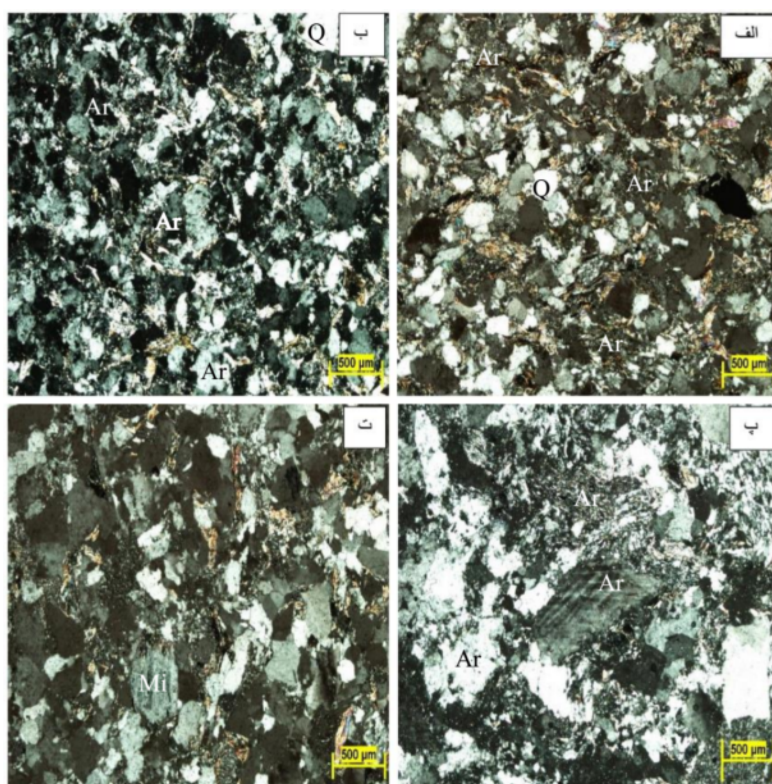
بحث و بررسی

سنگ‌نگاری ماسه سنگ

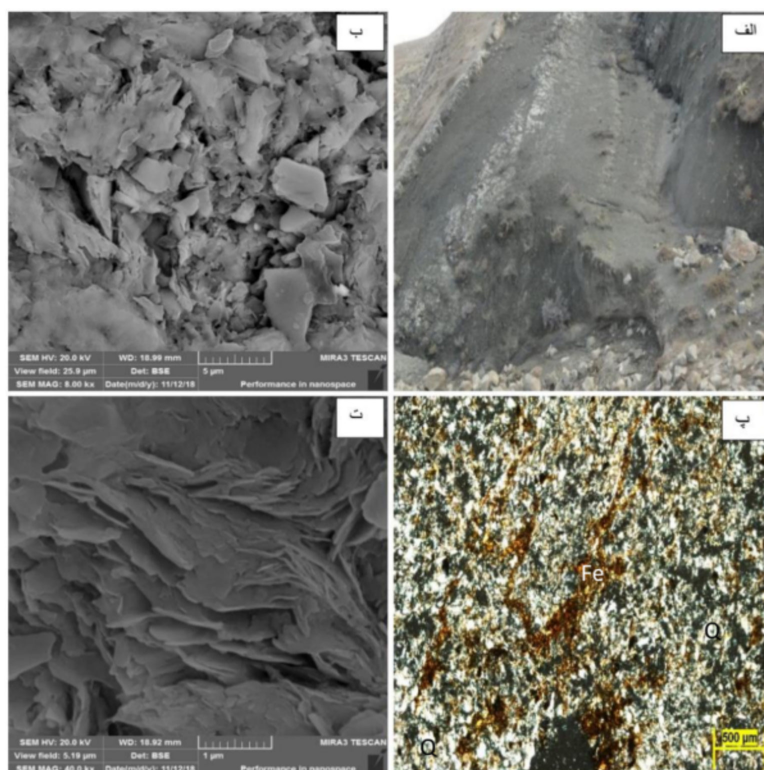
ترکیب اجزای تشکیل دهنده رسوب‌های سیلیسی آواری وابسته به سنگ‌شناسی ناحیه خاستگاه و عملکرد فرایند هوازدگی است که اغلب توسط اقلیم و زمین‌شناسی ناحیه خاستگاه کنترل می‌شود و سنگ‌نگاری آنها اطلاعات مهمی از سنگ اولیه را ارائه می‌کند. ترکیب ۲۰ نمونه از ماسه سنگ‌های منطقه بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری تعیین شد. به این ترتیب، ماسه سنگ‌های منطقه مورد بررسی در نمودار سه تایی QFR در گستره سنگ رخساره نیمه آرکوز و آرکوز با تغییرات بین ۰/۱ تا ۰/۶ میلیمتر قرار دارند (شکل ۳). بررسی ویژگی‌های بافتی اجزای تشکیل‌دهنده ماسه سنگ‌ها نشان می‌دهد که در سنگ رخساره آرکوز اندازه دانه‌ها ۰/۱۴ تا ۰/۳۶ میلی متر و اجزای تشکیل دهنده شامل کوارتزهای بسبلوری با خاموشی موجی و کوارتز تک بلوری با خاموشی موجی (با میانگین ۷۵ تا ۶۷ درصد) هستند. مقدار بسیار کمتری از اجزای این ماسه سنگ‌ها را به ترتیب فلدسپات بیشتر میکروکلین و ارتوکلاز (با میانگین ۱۵ تا ۳۳ درصد)، میکا و خرده‌های سنگی (کمتر از ۵ درصد) تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۴ الف و پ). در سنگ رخساره نیمه آرکوز، اندازه دانه‌ها ۰/۱۴ تا ۰/۳۶ میلی‌متر بوده و اجزای تشکیل دهنده شامل کوارتز (به طور متوسط ۸۸ درصد)، فلدسپات از نوع میکروکلین و ارتوکلاز (با میانگین ۱۰ درصد) و مقادیر جزئی پلاژیوکلاز (کمتر از ۳ درصد) به صورت تازه تا دگرسان شده است. سیمان‌های این ماسه سنگ از نوع اکسید آهن و سیلیس است (شکل‌های ۴ ب و ت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]



شکل ۳ الف) سنگ رخساره آرکوز (Q: دانه کوارتز و Ar: دانه فلدسپات آرکوز). ب) سنگ رخساره نیمه آرکوز (Q: دانه کوارتز و Ar: دانه فلدسپات آرکوز). پ) دانه های آرکوز در سنگ رخساره آرکوز (Ar). ت) دانه فلدسپات میکروکلین (Mi) در سنگ رخساره آرکوز [۱۲].



شکل ۴ الف) سنگ رخساره شیل. ب) تصویر SEM از سنگ رخساره شیل که نشان دهنده کانی های رسی کلریت است. پ) سنگ رخساره لای سنگ که دارای کوارتز (Q) و سیمان اکسید اهن (Fe) است. ت) تصویر SEM که نشان دهنده کانی های رسی ایلیت در سنگ رخساره لای سنگ است.

سنگ‌نگاری شیل‌ها

شیل‌ها از دو سنگ رخساره تشکیل شده‌اند، که هر دو بدون فسیل هستند. آنها سبز و خاکستری رنگ بوده (شکل ۵ الف) و بر اساس نتایج SEM، شامل کانی‌های رسی ایلیت و کلریت هستند (شکل ۵ ب).

سنگ رخساره لای سنگ

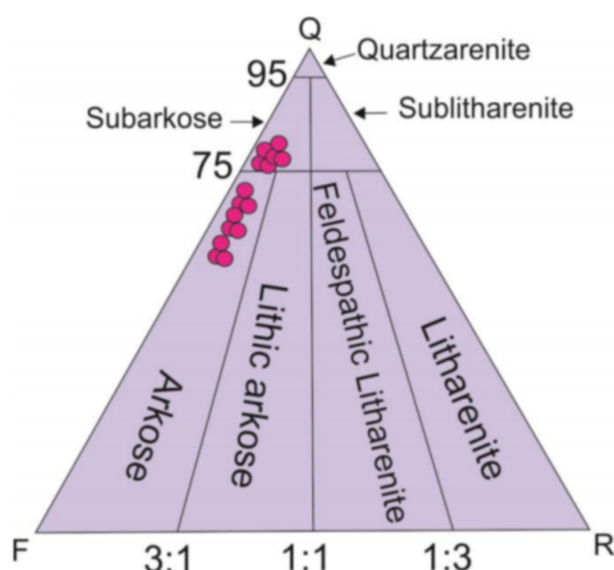
این سنگ رخساره شامل لای سنگ‌های خاکستری رنگ دارای دانه‌های کوارتز، فلدسپات و سیمان سیلیسی و اکسید آهن است (شکل‌های ۵ پ و ت).

تجزیه اکسیدها

نتایج تجزیه شیل‌های منطقه در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. این شیل‌ها دارای ۴۶٫۹۰ درصد SiO_2، ۹٫۵۹ درصد Al_2O_3، ۰٫۷۰ درصد Na_2O، ۱٫۹۶ درصد MgO، ۱٫۵۷ درصد K_2O، ۰٫۵۲ درصد TiO_2، ۰٫۰۶ درصد MnO، ۱۵٫۱۱ درصد CaO، ۰٫۰۸ درصد P_2O_5 و ۴٫۹۸ درصد Fe_2O_3 هستند. مقادیر نسبت‌های SiO_2/Al_2O_3 برابر با ۵٫۵۹ تا ۳٫۸۹ و به طور میانگین ۰٫۰۸ درصد، K_2O/Na_2O برابر ۳٫۰۳ تا ۱٫۷۳ و به طور میانگین ۲٫۲۴ درصد، K_2O/Al_2O_3 ۰٫۱۲ تا ۰٫۱۶ و به طور میانگین ۰٫۱۶ درصد، Al_2O_3/TiO_2 برابر با ۲۲٫۷۱ تا ۲۱٫۳۱ و به طور میانگین ۱۸٫۴۴ درصد و مقدار K_2O+Na_2O برابر با ۱٫۳۷ تا ۴٫۲۴ و به طور میانگین ۲٫۲۷ درصد است. شاخص هوازدگی $(CIA= Al_2O_3/Al_2O_3+ CaO+ Na_2O+ K_2O) \times 100)$ و نیز شاخص دگرسانی پلاژیوکلازها $(PIA= Al_2O_3- K_2O)/ (Al_2O_3-K_2O) + CaO+ Na_2O\times 100)$ در شیل‌های مورد بررسی بدست آمدند.

کانی شناسی

بر اساس نتایج XRD، کانی‌های سازنده شیل‌های منطقه در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب فراوانی شامل کوارتزهای نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده، فلدسپار و کانی‌های ورقه‌ای (ایلیت، کلریت و مسکوویت) هستند (شکل ۶). ترکیب اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی شیل‌های منطقه بهنجار شده با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی در نمودارهای عنکبوتی آورده شده است (شکل ۷). براساس نمودار تهی شدگی- غنی‌شدگی عناصر اصلی در شیل‌ها نسبت به میانگین (شکل ۴)، Ba، P_2O_5، Na_2O، Th و Nb تهی شدگی و K_2O، Ni، Co و CaO غنی شدگی نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۴، تهی شدگی TiO_2، Fe_2O_3، SiO_2 و Al_2O_3 ناشی از عدم هوازدگی شدید و همچنین عدم حمل دوباره رسوب‌هاست [۴-۶]. تهی‌شدگی SiO_2 نشان دهنده بلوغ پایین شیل‌های منطقه است [۴-۶]. تهی شدگی Na_2O به دلیل پایداری کم در فرآیندهای ترابری بوده که سبب از بین رفتن آن‌ها شده است. میانگین CaO در نمونه‌ها تقریبا ۳ برابر مقدار CaO در پوسته قاره‌ای بالایی است که نشانگر سیمان کربناتی در نمونه‌هاست به طوری که باعث کاهش مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 در نمونه‌ها شده است.



شکل ۵ رده‌بندی ماسه سنگ‌ها بر اساس نتایج فولک [۱۲]. نمونه‌های ماسه سنگی در گستره آرکوز و نیمه آرکوز قرار دارند.

جدول ۱ نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی شیل‌های منطقه (برحسب % wt).

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	TiO_2	MnO	P_2O_5	شماره نمونه
۴۳٫۲۹	۷٫۳۸	۴٫۳۰	۲۲٫۶۲	۱٫۱۷	۱٫۰۶	۱٫۸۸	۰٫۵۲۴	۰٫۱۰۷	۰٫۱	۱
۴۶٫۶۵	۱۰٫۷۵	۵٫۹۶	۱۵٫۶۵	۰٫۴۴	۲٫۱۰	۲٫۱۵	۰٫۶۶۱	۰٫۰۶۳	۰٫۱۰۶	۲
۴۸٫۹۸	۸٫۲۰	۴٫۸۳	۱۷٫۷۸	۱٫۰۰	۱٫۳۱	۲٫۱۳	۰٫۵۳۲	۰٫۰۸۷	۰٫۰۹۴	۳
۵۱٫۳۳	۸٫۲۱	۴٫۴۱	۱۶٫۸۴	۱٫۰۶	۱٫۳۰	۲٫۲۰	۰٫۵۶۵	۰٫۰۹۰	۰٫۱۰۳	۴
۴۸٫۷۵	۸٫۹۱	۴٫۴۶	۱۶٫۷۱	۰٫۹۱	۱٫۸۳	۲٫۱۸	۰٫۵۷۲	۰٫۰۷۹	۰٫۰۹۹	۵
۴۹٫۶۱	۹٫۴۴	۴٫۷۷	۱۵٫۰۴	۰٫۸۸	۱٫۹۹	۲٫۳۶	۰٫۵۸۰	۰٫۰۸۷	۰٫۱۰۴	۶
۴۹٫۶۱	۹٫۴۹	۵٫۸۲	۱۵٫۰۷	۰٫۸۷	۱٫۷۱	۲٫۶۳	۰٫۵۸۷	۰٫۰۷۴	۰٫۱۰۶	۷
۳۸٫۵۴	۸٫۵۴	۸٫۷۴	۱۶٫۹۲	۰٫۴۵	۱٫۹۸	۴٫۴۵	۰٫۵۳۴	۰٫۰۷۳	۰٫۰۷۵	۸
۵۰٫۱۱	۱۱٫۴۵	۶٫۱۳	۱۱٫۷۰	۰٫۳۲	۲٫۲۳	۲٫۱۱	۰٫۵۹۵	۰٫۰۴۸	۰٫۱۰۷	۹
۴۴٫۱۶	۷٫۲۳	۴٫۲۱	۲۰٫۳۱	۰٫۴۷	۱٫۳۱	۱٫۲۴	۰٫۴۸۱	۰٫۱۰۷	۰٫۰۹۳	۱۰
۴۹٫۵۵	۱۲٫۲۵	۶٫۱۲	۱۳٫۳۵	۰٫۵۸	۱٫۸۴	۲٫۶۵	۰٫۷۱۳	۰٫۰۲۸	۰٫۰۹۰	۱۱
۴۸٫۰۴	۹٫۴۷	۴٫۶۷	۱۶٫۰۸	۰٫۴۸	۱٫۸۸	۱٫۸۴	۰٫۵۴۳	۰٫۰۶۸	۰٫۰۹۹	۱۲
۵۴٫۵۰	۸٫۵۵	۲٫۷۵	۱۷٫۳۵	۰٫۳۸	۱٫۳۲	۰٫۹۸	۰٫۴۶۸	۰٫۰۵۵	۰٫۰۷۰	۱۳
۴۰٫۶۵	۸٫۴۵	۴٫۷۵	۳۲٫۱۲	۰٫۵۱	۱٫۲۸	۱٫۹۵	۰٫۵۴۳	۰٫۰۵۹	۰٫۰۸۷	۱۴
۴۸٫۸۰	۸٫۱۸	۴٫۳۶	۱۷٫۷۹	۰٫۷۲	۱٫۵۲	۱٫۱۲	۰٫۶۰۰	۰٫۰۷۹	۰٫۰۹۳	۱۵
۴۷٫۶۹	۹٫۰۵	۴٫۹۷	۱۶٫۷۴	۱٫۱۶	۱٫۵۹	۲٫۱۶	۰٫۵۸۹	۰٫۰۸۸	۰٫۱۱۴	۱۶
۵۲٫۲۴	۹٫۴۹	۵٫۷۰	۱۳٫۲۱	۰٫۸۰	۱٫۸۷	۲٫۲۶	۰٫۵۹۸	۰٫۰۶۴	۰٫۱۰۶	۱۷
۴۷٫۶۳	۹٫۳۷	۵٫۹۴	۱۶٫۱۱	۰٫۷۹	۱٫۷۵	۲٫۵۲	۰٫۵۸۸	۰٫۰۸۱	۰٫۱۱۸	۱۸
۴۸٫۰۰	۷٫۲۷	۳٫۶۶	۱۹٫۸۲	۱٫۰۵	۱٫۱۹	۱٫۶۱	۰٫۷۹۹	۰٫۱۰۳	۰٫۰۹۷	۱۹
۴۶٫۵۳	۸٫۸۷	۴٫۵۵	۱۸٫۴۰	۰٫۹۵	۱٫۶۵	۲٫۱۰	۰٫۵۸۶	۰٫۰۹۴	۰٫۱۱۲	۲۰
۵۱٫۸۹	۹٫۴۹	۵٫۲۴	۱۳٫۷۳	۰٫۹۰	۱٫۹۵	۲٫۱۶	۰٫۶۰۹	۰٫۰۷۷	۰٫۱۱۰	۲۱
۶۴٫۱۵	۱۶٫۸۴	۴٫۱۵	۵٫۰۵	۱٫۵۵	۱٫۱۴	۲٫۷۲	۰٫۰۵۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۴۶	۲۲
۵۰٫۵۶	۱۲٫۲۰	۴٫۹۰	۱۱٫۹۹	۰٫۴۰	۲٫۳۸	۲٫۰۸	۰٫۶۵۹	۰٫۰۵۵	۰٫۱۱۷	۲۳
۴۱٫۶۵	۸٫۰۰	۴٫۷۱	۲۱٫۰۰	۰٫۹۷	۱٫۴۴	۱٫۸۶	۰٫۵۳۰	۰٫۰۹۵	۰٫۱۰۴	۲۴
۵۵٫۸۷	۷٫۷۱	۴٫۱۹	۱۵٫۱۳	۰٫۷۳	۱٫۴۴	۱٫۷۵	۰٫۴۹۳	۰٫۰۶۳	۰٫۰۸۳	۲۵
۴۹٫۹۹	۷٫۴۲	۴٫۳۷	۱۸٫۰۳	۰٫۶۸	۱٫۴۷	۱٫۷۸	۰٫۵۳۴	۰٫۰۸۷	۰٫۰۸۶	۲۶
۵۱٫۱۷	۹٫۶۹	۵٫۹۲	۱۲٫۶۸	۰٫۸۷	۱٫۸۱	۲٫۵۸	۰٫۶۱۶	۰٫۰۴۹	۰٫۱۰۲	۲۷
۴۲٫۱۵	۶٫۱۵	۵٫۱۸	۲۵٫۴۳	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۱٫۰۹	۰٫۳۲۴	۰٫۰۳۳	۰٫۰۶۸	۲۸
۵۰٫۸۵	۱۲٫۴۰	۴٫۹۰	۱۰٫۷۴	۰٫۳۱	۲٫۵۷	۲٫۳۳	۰٫۶۴۳	۰٫۰۴۷	۰٫۱۲۰	۲۹
۵۳٫۹۵	۱۲٫۵۲	۴٫۹۱	۹٫۷۵	۰٫۳۹	۲٫۶۹	۱٫۹۹	۰٫۶۵۰	۰٫۰۴۷	۰٫۱۱۱	۳۰
۱۴۱۸٫۸۵	۲۸۲٫۹۷	۱۴۹٫۵۷	۴۹۳٫۱۴	۲۲٫۴۶	۵۰٫۵۴	۶۲٫۸۶	۱۶٫۲۲۴	۲٫۰۹۷	۲٫۸۵۲	مجموع

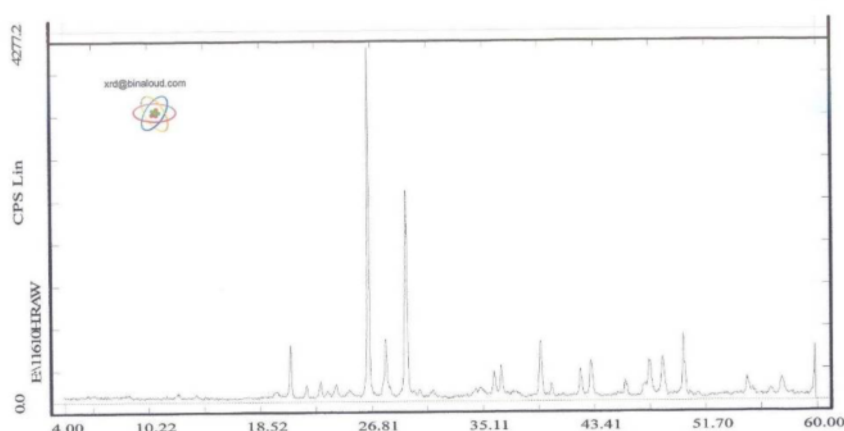
جدول ۲ نتایج تجزیه عناصر فرعی شیل‌های منطقه.

شماره نمونه	so3	L.O.I	cl	Ba	Sr	Cu	Zn	Pb	Ni	Cr
	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
۱	۰٫۰۰۵	۱۷٫۲	۱۲۸	۳۳	۴۳۷	۱۲	۵۲	۱۵	۴۶	۱۰
۲	۰٫۰۰۲	۱۴٫۹۷	۶۶	۹۷	۴۷۶	۳۰	۷۸	۱۶	۷۷	۵۷
۳	۰٫۰۰۳	۱۴٫۵۱	۱۱۷	۶۴	۳۳۹	۱۵	۶۵	۳۲	۵۲	۹
۴	۰٫۰۱۵	۱۳٫۵۵	۱۵۹	۱۶۲	۴۴۵	۱۹	۶۱	۲۵	۴۷	۲۳
۵	۰٫۰۰۳	۱۵٫۱۵	۲۵۶	۷۷	۲۹۶	۲۳	۶۵	۲۰	۵۹	۲۲
۶	۰٫۳۸۸	۱۳٫۹۸	۱۶۵	۹۲	۲۶۹	۲۶	۷۱	۲۷	۵۰	۲۲
۷	۰٫۰۰۳	۱۳٫۵۷	۱۳۸	۱۰۱	۲۹۴	۲۳	۷۹	۱۷	۵۹	۲۴
۸	۰٫۹۵	۱۸٫۲۱	۱۴۶	۸۲	۲۷۴	۲۷	۱۱۸	۲۵	۸۳	۷۱
۹	۰٫۰۰۳	۱۴٫۷	۲۰۹	۹۳	۳۵۳	۲۸	۸۷	۱۵	۶۴	۴۸
۱۰	۰٫۰۰۳	۲۰٫۱۷	۱۱۵	۳۱	۳۹۲	۱۶	۵۵	۸	۴۸	۱۸
۱۱	۰٫۰۰۳	۱۲٫۲۴	۱۱۸	۷۰	۹۳۷	۳۱	۸۷	۱۵	۸۹	۷۱
۱۲	۰٫۰۰۳	۱۶٫۵۲	۶۸	۸۹	۳۶۹	۲۱	۵۸	۱۸	۶۳	۲۷
۱۳	۰٫۰۰۷	۱۳٫۳۴	۶۷	۱۰۴	۲۷۶	۱۱	۳۶	۱۸	۴۴	۱۹
۱۴	۰٫۰۰۲	۱۸٫۰۹	۱۰۲	۸۴	۸۵۱	۲۰	۴۸	۱۳	۵۹	۳۹
۱۵	۰٫۰۰۴	۱۶٫۲۷	۶۱	۸۰	۲۸۹	۱۶	۶۶	۱۴	۵۶	۳۳
۱۶	۰٫۰۰۷	۱۵٫۵۸	۴۵۴	۶۷	۳۳۵	۲۹	۷۰	۲۱	۵۶	۱۹
۱۷	۰٫۲۰۵	۱۳٫۱۸	۲۰۸	۹۲	۳۲۱	۲۵	۸۶	۱۴	۶۸	۳۲
۱۸	۰٫۰۰۳	۱۴٫۸۶	۳۶۲	۵۹	۳۴۴	۲۲	۷۸	۱۶	۶۳	۲۹
۱۹	۰٫۳۶۳	۱۵٫۵۱	۲۷۰	۱۰۱	۴۵۸	۲۲	۴۹	۷	۴۷	۳۲
۲۰	۰٫۰۰۳	۱۵٫۷۲	۲۴۱	۶۹	۳۰۷	۲۱	۶۵	۱۲	۵۶	۲۷
۲۱	۰٫۰۰۵	۱۳٫۵۵	۶۳۸	۸۰	۳۰۶	۲۹	۷۷	۱۷	۶۲	۳۵
۲۲	۰٫۱۱۹	۳٫۶۸	۲۳۳	۱۰۵	۳۲۴	۲۸	۷۶	۲۸	۵۸	۲۶
۲۳	۰٫۰۰۳	۱۴٫۳۴	۱۲۱	۱۰۵	۳۸۶	۲۸	۷۶	۲۲	۵۵	۴۱
۲۴	۰٫۰۰۳	۱۹٫۳۸	۱۳۹	۳۵	۴۹۱	۲۲	۵۹	۱۱	۵۱	۱۲
۲۵	۰٫۳۵۸	۱۱٫۶۷	۸۶	۷۶	۳۱۱	۱۶	۵۸	۱۲	۵۴	۲۱
۲۶	۰٫۰۰۳	۱۵٫۳۴	۱۱۰	۱۲۸	۳۸۶	۲۰	۵۷	۱۷	۵۴	۱۶
۲۷	۰٫۰۰۸	۱۴٫۱	۳۰۵	۸۸	۲۷۱	۲۵	۷۷	۱۷	۶۲	۳۵
۲۸	۰٫۰۰۳	۱۷٫۴۳	۷۰	۵۹	۶۶۳	۱۷	۲۷	۱۷	۴۹	۳۳
۲۹	۰٫۰۰۳	۱۴٫۷۴	۲۹۵	۱۳۳	۴۱۵	۳۵	۷۹	۲۴	۵۷	۴۲
۳۰	۰٫۰۰۲	۱۲٫۵۸	۱۴۶	۱۲۸	۳۰۱	۳۵	۷۷	۱۴	۶۲	۴۰

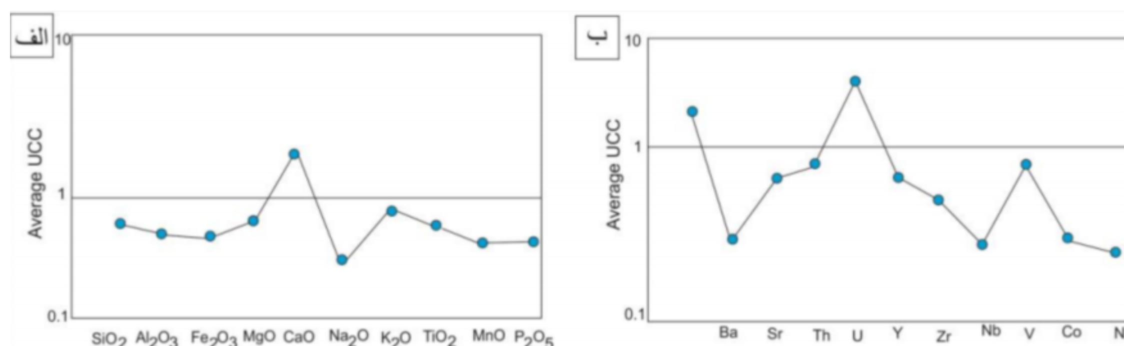
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]



شکل ۶ الگوی XRD شیل‌های منطقه مورد بررسی که نشان دهنده فازهای اصلی کوارتز، فلدسپار و کانی‌های فرعی ایلیت و کلریت است.



شکل ۷ نمودار تهی شدگی و غنی شدگی اکسید عناصر اصلی (الف) و فرعی (ب) نسبت به شیل میانگین.

پایداری Al_2O_3 طی هوازدگی و درونزایی بالاست. بنابراین می‌توان از آن به عنوان عاملی برای مقایسه با اکسید دیگر عناصر اصلی استفاده کرد. تغییرات عناصر اصلی نسبت به Al_2O_3 در نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۸ نشان داده شده است. K_2O, TiO_2, Fe_2O_3 ، SiO_2 و MgO با Al_2O_3 انطباق مثبت و Na_2O با Al_2O_3 انطباق منفی نشان می دهند. افزایش SiO_2 با افزایش Al_2O_3 ناشی از وجود کم کوارتز و نبود بلوغ ترکیبی بالاست. حضور Na_2O به علت حضور پلاژیوکلازهای سدیم‌دار در سنگ خاستگاه است [۶،۵]. پیروی بیشتر اکسیدها از روند Al_2O_3 نشان دهنده تمرکز و فراوانی کانی‌های رسی چون ایلیت است که با نتایج XRD نیز تایید شده است. با توجه به ارتباط مستقیم TiO_2 با Al_2O_3، خاستگاه تیتانیوم در نمونه‌ها را می‌توان به حضور کانی‌های رسی یا تجزیه کانی‌های مافیک موجود در سنگ‌های آذرین حدواسط نسبت داد [۶،۱۳]. همبستگی مثبت بین TiO_2 و Al_2O_3 نشان از همراهی TiO_2 با فیلوسیلیکات‌هایی چون ایلیت دارد. نمودار K_2O/Na_2O نسبت به SiO_2/Al_2O_3 برای شیل‌های منطقه، نشان‌دهنده قرارگیری آنها در گستره ترکیب شیل‌های پیدا زیستی است (شکل ۹). کانی‌های رسی در این شیل‌ها کنترل کننده ترکیب عناصر اصلی هستند که با افزایش مقدار سیلیس، رقیق شدگی در آنها ایجاد می‌شود.

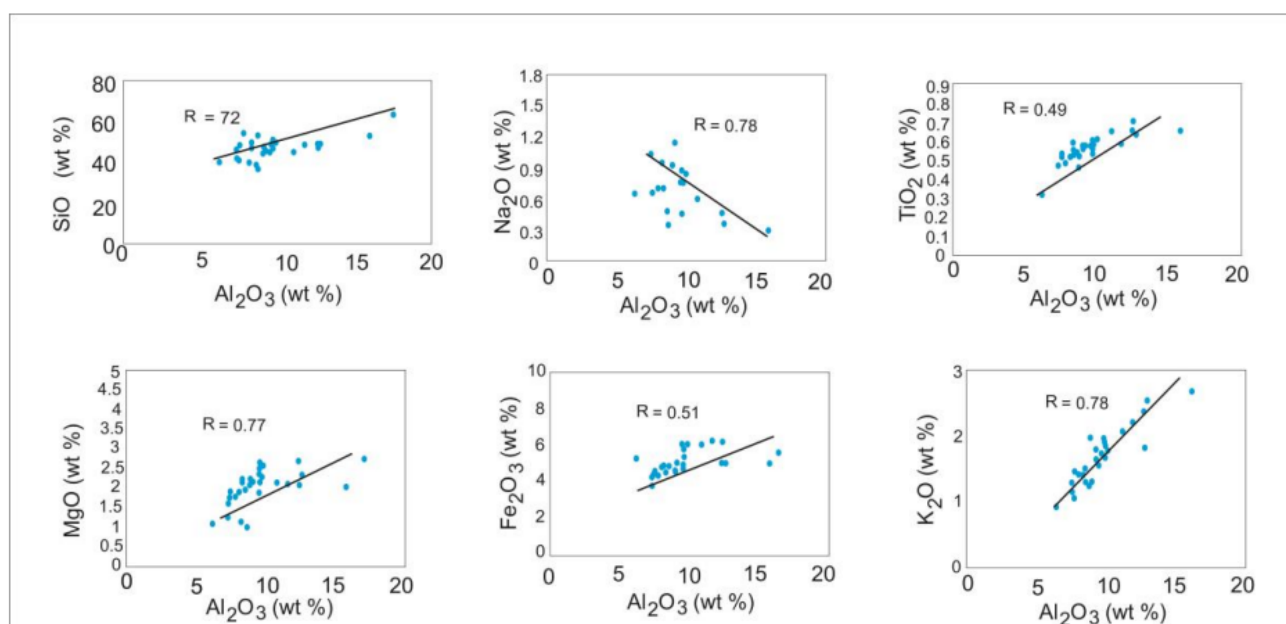
سنگ خاستگاه

بسیاری از پژوهشگران ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری را در ارتباط با ناحیه خاستگاه تفسیر کرده‌اند [۱۳-۱۸]. برای تفکیک رسوب‌هایی که خاستگاه اولیه آنها سنگ‌های آذرین مافیک، حد واسط یا فلسیک و یا رسوب‌های دارای کوارتز هستند از نمودار تفکیک‌کننده تابعی مرجع [۱۹] استفاده شد. توابع تفکیکی مورد استفاده در این نمودار به صورت زیر است:

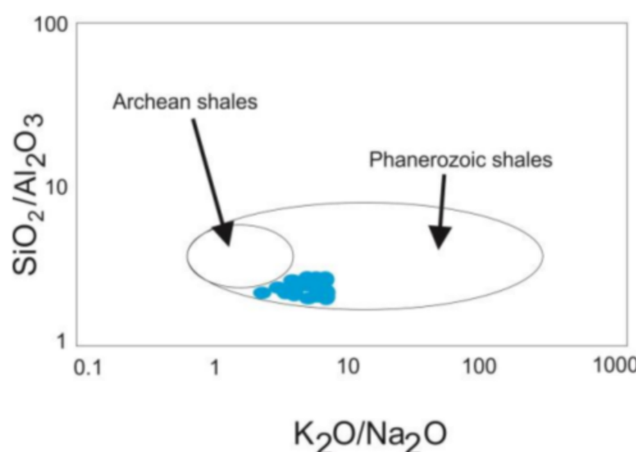
func 1 = $(-1.773 \times TiO_2\%) + (0.607 \times Al_2O_3\%) + (0.76 \times Fe_2O_3T\%) + (-1.5 \times MgO\%) + (0.616 \times CaO\%) + (0.509 \times Na_2O\%) + (-1.22 \times K_2O\%) + (-9.09)$.   (۱)

func = $(0.445\times TiO_2\%) + (0.07\times Al_2O_3\%) + (-0.25\times Fe_2O_3T\%) + (-1.142\times MgO\%) + (0.432\times Na_2O\%) + (1.426\times K_2O\%) + (-6.861)$. (۲)

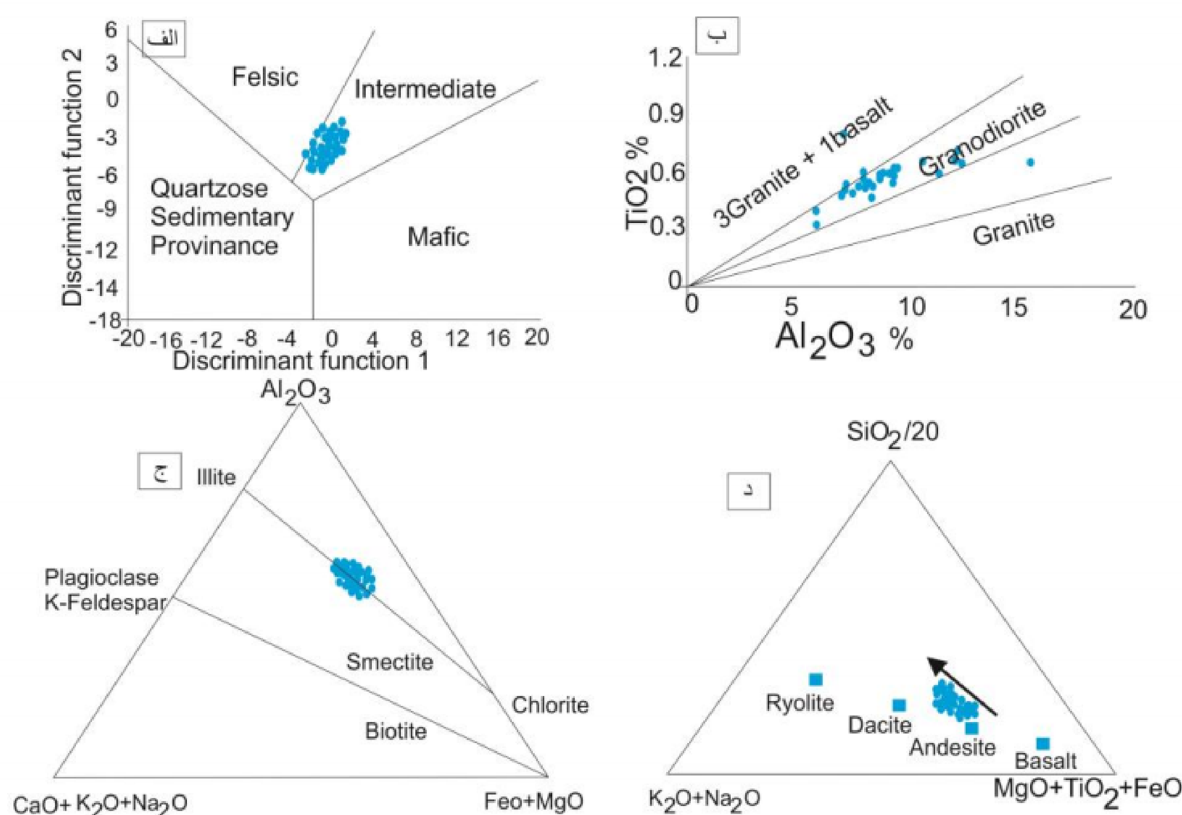
با رسم داده اکسیدهای نمونه‌های مورد بررسی، بیشتر نمونه‌ها در گستره آذرین حدواسط و تا حدی فلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف). از سوی دیگر، از آنجا که دو عنصر آلومینیوم و تیتانیوم نسبت به دیگر عناصر نامتحرک‌تر هستند، بنابراین از نمودار دو متغیره TiO_2-Al_2O_3 برای تعیین میزان مشارکت دو خاستگاه تشکیل گرانیت یا بازالت استفاده می‌شود. نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 برای تعیین ترکیب سنگ خاستگاه [۲۰] نشان دهنده ترکیب گرانودیوریتی و کمتر بازالتی است (شکل ۱۰ ب). همچنین نمودار سه تایی Al_2O_3–$(CaO+Na_2O+K_2O)$–$(FeO+MgO)$ قرارگیری نمونه‌ها در نزدیکی کانی رسی ایلیت و اسمکتیت را نشان می‌دهد (شکل ۱۰ پ). از این رو، به طور کلی یک سنگ خاستگاه آذرین حد واسط برای شیل‌های منطقه پیشنهاد می‌شود [۴]. در نمودار سه تایی (K_2O+Na_2O)-$(MgO+TiO_2+FeO)$-$(SiO_2/20)$، نمونه‌های شیلی با یک روند خطی از آندزیت تا داسیت قرار دارند که بیانگر یک سنگ خاستگاه حدواسط و تا حدی بازیک است (شکل ۱۰ ت).



شکل ۸ نمودارهای پراکندگی تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به Al_2O_3 در شیل‌های منطقه.



شکل ۹ نمودار K_2O/ Na_2O نسبت به SiO_2/ Al_2O_3 برای شیل‌های منطقه [۱۴].



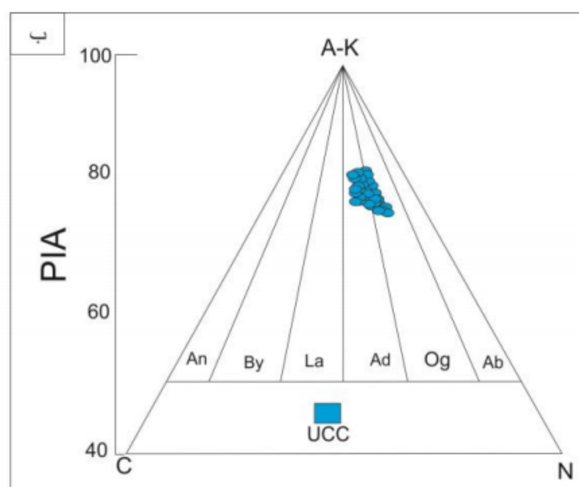
شکل ۱۰ الف) نمودار تابعی مشخص کننده برخاستگاه شیل با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی [۱۹]. ب) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۱۹]. پ) نمودار سه تایی $(FeO+MgO)$, $(CaO+Na_2O+K_2O)$, Al_2O_3 [۲۰]. ت) نمودار سه تایی (K_2O+Na_2O), $(SiO_2/20)$, $(MgO+TiO_2+FeO)$ [۲۰].

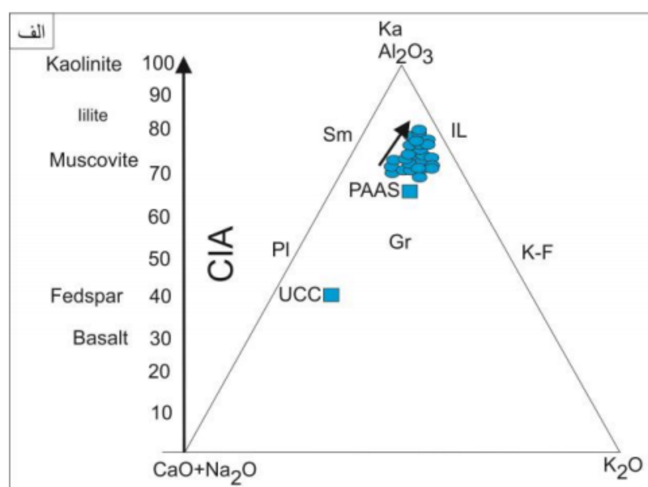
هوازدگی ناحیه خاستگاه

یکی از روش‌های تعیین درجه شیمیایی در سنگ‌های ناحیه خاستگاه استفاده از شاخص هوازدگی شیمیایی (CIA) است [۲۲،۲۱]. مقدار CIA در شیل‌های مورد بررسی پراکندگی چندانی نشان نمی‌دهد و دارای میانگین ۷۱/۵ درصد است. این شاخص بازتابی از حذف نشدن کاتیون‌های ناپایدار (مانند پتاسیم، سدیم و کلسیم) نسبت به اجزای پایدار (مانند تیتانیم و آلومینیم) [۲۴،۲۳] و نشاندهنده هوازدگی شیمیایی ضعیف تا متوسط در ناحیه خاستگاه است. مقادیر به دست آمده نیز با مشاهدات سنگ نگاری ماسه سنگ‌های منطقه که بلوغ ترکیبی بالایی ندارند و شامل کوارتزهای بسبلور با پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم هستند همخوانی دارد. روند هوازدگی نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار سه تایی A- N- C- K [۲۵] با یک روند خطی از A-CN به سوی ایلیت گسترش یافته است (شکل ۱۱ الف). طی مراحل اولیه هوازدگی به خاطر تجزیه پلاژیوکلاز و حذف عناصر سدیم و پتاسیم، راستا موازی خط A-CN است [۲۵]. با ادامه هوازدگی، فلدسپات پتاسیم تجزیه شده و پتاسیم آزاد می‌گردد و ترکیب باقی مانده به سمت Al_2O_3 کشیده می‌شود. در هر حال، همه نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی خط Al_2O_3-K_2O و به سمت Al_2O_3 قرار دارند که بیانگر شرایط هوازدگی متوسط در ناحیه خاستگاه است. نسبت Al_2O_3/TiO_2 کمتر از ۲۰ برای شرایط آب و هوایی خشک و نیمه خشک و بیشتر از ۳۰ برای شرایط آب و هوایی مرطوب به عنوان یک شاخص آب و هوایی برای ناحیه خاستگاه در نظر گرفته می‌شود [۲۶]. میانگین این نسبت برای شیل‌های منطقه ۱۰/۷۸ بوده که بیانگر شرایط آب و هوایی خشک و نیمه خشک برای ناحیه خاستگاه است. بنابراین شرایط هوازدگی بازتاب دهنده پایداری یا ناپایداری زمین‌ساختی حوضه و شرایط رطوبت نسبی اقلیمی است [۲۶]. تعیین درجه دگرسانی پلاژیوکلازها در ناحیه خاستگاه توسط شاخص دگرسانی

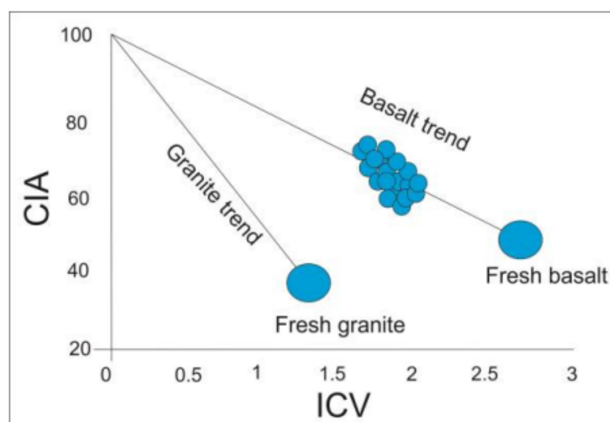
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]

پلاژیوکلاز (PIA) به دست می‌آید. شیل منطقه دارای PIA با میانگین ۷۳٫۸ هستند. از این رو، تقریباً پلاژیوکلازهای سنگ خاستگاه طی فرآیند هوازدگی و انتقال از بین نرفته‌اند [۲۷]. در نمودار A–K–C–N [۲۸] بیشتر نمونه‌ها در گستره وسط و تا حدی سمت راست قرار دارند. در شکل ۱۱ ب، وجود پلاژیوکلازهای لابرادوریت، آندزین و الیگوکلاز نشان می‌دهد که آنها در نتیجه هوازدگی به ایلیت تبدیل شده‌اند. شاخص تنوع ترکیبی $ICV= Fe2O_3(t)+ K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2/Al_2O_3$ نیز برای تعیین هوازدگی در ناحیه خاستگاه استفاده می‌شود. مقدار این شاخص با افزایش میزان هوازدگی کاهش می‌یابد. شاخص بیش از ۱ بیانگر شیل‌های نابالغ همراه با درصد بالای کانی‌های سیلیکاتی و بدون کانی‌های رسی است؛ در حالی که برای سنگ‌های رسی بالغ با کانی رسی فراوان، این شاخص کمتر از ۱ است [۲۹]. میانگین ICV به دست آمده برای شیل‌ها ۲٫۱ است که نشاندهنده سنگ‌های رسی نابالغ و دارای کانی‌های رسی به احتمال بسیار از نوع ایلیت و کلریت است که پراش پرتوی ایکس نیز آن را تائید کرده است. میانگین این شاخص برای گرانیت و بازالت‌های کاملا تازه به ترتیب برابر با ۰٫۹۵ تا ۲٫۲ است [۳۰]. نمودار ICV نسبت به CIA نشان می‌دهد که شیل‌های با این درجه از هوازدگی از سنگ‌های آذرین فلسیک تا حد واسط تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲).





شکل ۱۱ نمودارهای مثلثی هوازدگی برای شیل‌ها. الف) نمودار سه تایی A- CN- K (Ka: کائولینیت، Sm: اسمکتیت، IL: ایلیت، Gr: گرانیت، Pl: پلاژیوکلاز، K-F: فلدسپار پتاسیم) [۲۴]. ب) نمودار سه تایی AK-C-N ($A\text{-}K= Al_2O_3–K_2O$; $C= CaO$; $N=Na_2O$). (La: لابرادوریت، By: بایتونیت، An: آنورتیت، Ab: آلبیت، Og: الیگوکلاز، Ad: آندزین.)



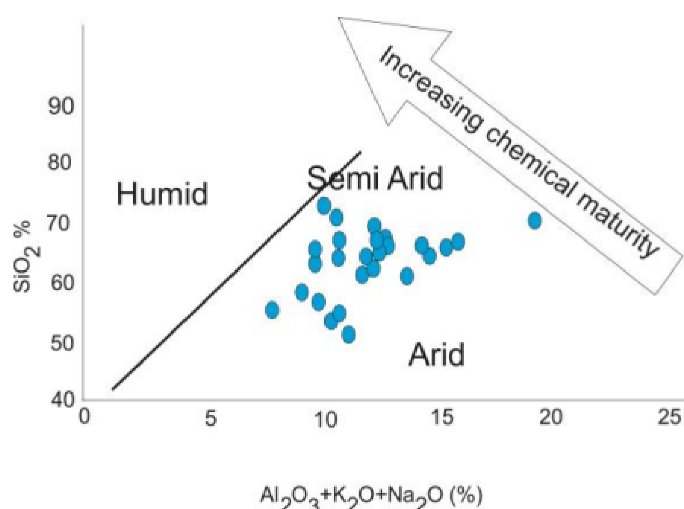
شکل ۱۲ نمودار CIA نسبت به ICV برای شیل‌های منطقه [۲۹].

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]

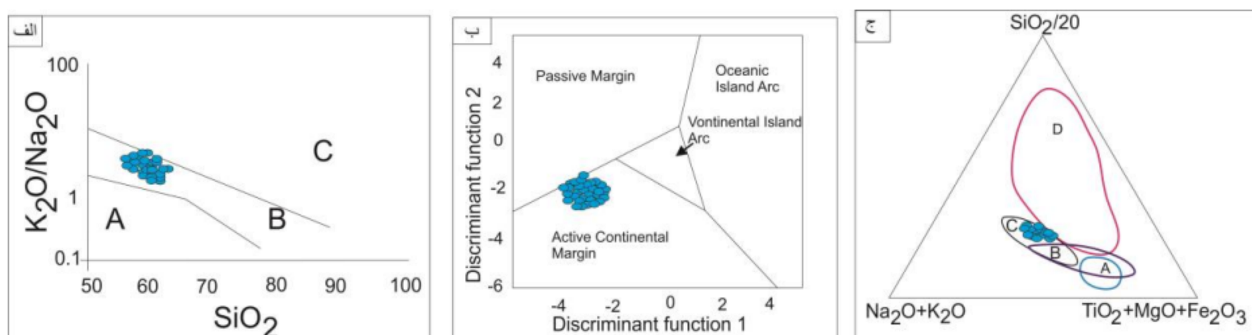
شیل‌های منطقه براساس مقادیر محاسبه شده شاخص هوازدگی از هوازدگی ضعیف تا متوسط در نواحی خاستگاه، برآمده‌اند. باید توجه داشت که مقادیر کمتر شاخص هوازدگی شیمیایی محاسبه شده برای شیل‌ها نسبت به مقادیر ارائه شده در مرجع [۲۲] نشان می‌دهد که به احتمال بسیار منطقه دستخوش هوازدگی شدیدتری نشده و افزون بر این، فلدسپات‌ها هم در ناحیه خاستگاه و هم طی ترابری به کانی‌های رسی تبدیل نشده‌اند. نمودار SiO_2 نسبت به $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$ [۳۱] برای این شیل‌ها نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک در زمان نهشته‌شدن آنهاست (شکل ۱۳). بر اساس نقشه‌های جغرافیای دیرینه، ایران در زمان ائوسن در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی قرار داشته است [۳۲] که تایید کننده نتایج بالاست.

زمین ساخت

به تازگی پژوهش‌های بسیاری برای برقراری ارتباط میان ترکیب سنگ‌های سیلیسی آواری ایران و وضعیت زمین‌ساختی ناحیه خاستگاه انجام شده است [۴، ۵، ۱۳، ۱۴، ۳۳، ۳۴]. استفاده از داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی نشان می‌دهد که هر جایگاه زمین‌ساختی، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی متفاوتی دارد [۳۵]. نمودار K_2O/Na_2O نسبت به SiO_2 [۱۹] کاهش روند کانی‌های رسی همراه با افزایش سیلیس در ارتباط با جایگاه زمین‌ساختی کرانه فعال و مقدار بسیار جزیی غیرفعال را نشان می‌دهد (شکل ۱۴ الف). با توجه به نمودار تابعی ارائه شده در مرجع [۳۶]، شیل‌ها در جایگاه فعال زمین‌ساختی قرار دارند (شکل ۱۴ ب). توابع تفکیک مورد استفاده در این نمودار به صورت زیر به دست می‌آید [۴]:



شکل ۱۳ شرایط آب و هوایی در زمان نهشته شدن شیل‌های منطقه مورد بررسی (برگرفته از مرجع [۳۰]).



شکل ۱۴ نمودارهای مشخص کننده جایگاه زمین ساختی شیل‌ها. الف) نمودار SiO_2 نسبت به K_2O/Na_2O [۱۸]، (A: کرانه جزایر اقیانوسی، B: کرانه فعال قاره‌ای، C: کرانه غیر فعال قاره‌ای). ب) نمودار تابعی با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی [۳۵]. پ) نمودار سه تایی $(SiO_2/20)$، $(Na_2O+ K_2O)$، $(TiO_2 + MgO + Fe_2O_3)$ [۳۶] (A: جزایر کمان اقیانوسی، B: جزایر کمان قاره‌ای، C: کرانه فعال قاره‌ای، D: کرانه غیر فعال قاره‌ای).

func 1 = $(-0.0447 \times SiO_2\%) + (-0.972 \times TiO_2\%) + (0.008 \times Al_2O_3\%) + (-0.267 \times Fe_2O_3\%) + (0.208 \times FeO\%) + (-3.082 \times MnO\%) + (0.140 \times MgO\%) + (0.195 \times CaO\%) + (0.719 \times Na_2O\%) + (-0.032 \times K_2O\%) + (7.510 \times P_2O_5\%)$. (۳)

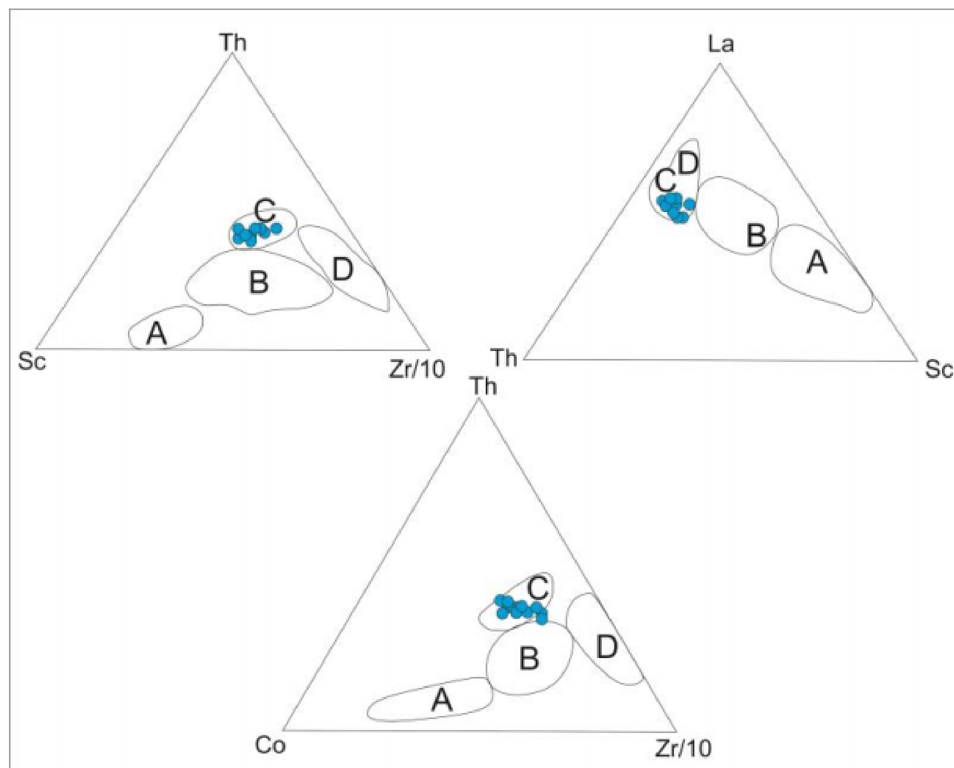
func 2 = $(-0.421 \times SiO_2\%) + (1.988 \times TiO_2\%) + (-0.526 \times Al_2O_3\%) + (-0.551 \times Fe_2O_3\%) + (-1.610 \times FeO\%) + (2.720 \times MnO\%) + (0.881 \times MgO) + (-0.907 \times CaO\%) + (-0.117 \times Na_2O\%) + (-1.840 \times K_2O\%) + (7.244 \times P_2O_5\%)$. (۴)

با قرار دادن داده‌های زمین شیمی عناصر اصلی بر نمودار سه‌تایی $TiO_2+MgO+Fe_2O$، Na_2O+K_2O، $SiO_2/20$ [۳۷]، شیل‌ها در گستره قاره‌ای فعال قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ پ). بنابراین بررسی شیل‌ها نشان دهنده ترابرد اجزای تشکیل دهنده آنها تا محل ته نشست پایانی و همچنین هوازدگی شدید در شرایط به نسبت پایدار زمین‌ساختی در ناحیه خاستگاه است که اجزای ناپایدار با طی مسافت طولانی و هوازدگی شدید از بین رفته‌اند. نمودارهای سه تایی Th/Sc/Zr/10 و La/Th/Sc و Th/Co/Zr/10 جایگاه زمین‌ساختی کرانه قاره‌ای فعال را برای نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۱۵). به طور کلی از بررسی نمودارهایی که برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی شیل‌های منطقه استفاده شده است می‌توان به فعال بودن جایگاه زمین-ساختی پی برد که نمونه‌ها در گستره‌ی کرانه قاره‌ای فعال قرار می‌گیرند.

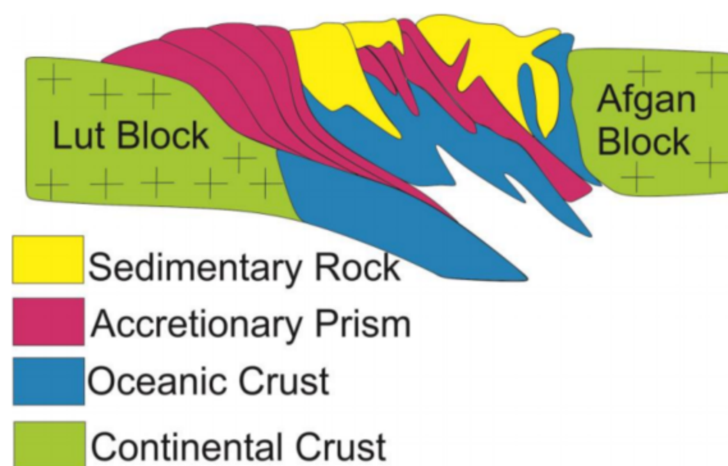
جغرافیای دیرینه

بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال ایران به دلیل حرکت-های کوهزایی سیمیرین پیشین را می‌توان به عنوان یک گام ساختاری مهم به شمار آورد که این خط درز در میان البرز، کپه داغ و کوه‌های بینالود قرار دارد [۳۹،۳۸]. افزون بر این، رویداد کوهزایی سیمرین میانی که تقریباً در مرز باژوسین است، سبب چینه شناسی، فعالیت ماگمایی و دگرگونی نسبی در بخش‌های مختلف ایران شده است. بخش گسترده‌ای از ایران که شامل خردقاره ایران مرکزی و شرقی، شمال غرب ایران و کوه‌های البرز است، صفحه ایران را تشکیل می‌دهد. در شکل ۱۶، تغییرات قابل توجه در ستبرای منطقه در بخش‌های مختلف به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی همزمان با رسوبگذاری است و فرونشست حوضه توسط گسل‌هایی عادی با راستای شمال غربی- جنوب شرقی کنترل می‌شود. الگوی ساختاری حوضه فلیشی شرق ایران، از نظر جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزایی درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به طوری که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست [۶،۵]. در بخش میانی حوضه، گسل‌های راستا لغز راستگرد روند تقریبی شمالی – جنوبی و به سمت شرق شیب بسیاری دارند، ولی در پایانه‌های شمالی و جنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد قطعه لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمده از نوع راندگی‌های همپوشان است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شمال شرقی ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در حوضه فلیشی شرق ایران، حرکت رو به شمال و شمال غربی ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن مؤثر است. به بیان دیگر، بیشتر ساختارهای این ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد. شاخص هوازدگی شیمیایی، CIA، که بیانگر هوازدگی ضعیف تا متوسط در ناحیه خاستگاه است گویای جایگاه زمین‌ساختی فعال است. چنان که در مورد هوازدگی سنگ خاستگاه اشاره شد، براساس مقادیر بالای شاخص تنوع ترکیبی، ICV، که اشاره به بلوغ پایین رسوب‌ها دارد، می توان پیشنهاد کرد که رسوب گذاری این منطقه در محیطی فعال بوده است. نمودارهای تفکیکی برای رسوب‌های منطقه نشان میدهد که این رسوب‌ها از سنگ‌های کهنتر که طی کوهزایی بالا آمده‌اند و همچنین سنگ‌های آذرین حد واسط شکل گرفته‌اند. این امر با نتایج سنگ‌نگاری ماسه سنگی بر پایه نمودارهای سه تایی که کرانه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند همخوانی دارند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]



شکل ۱۵ تعیین جایگاه زمین‌ساختی شیل‌های سازند شیل‌های کوه کمر با استفاده از نمودارهای مثلثی Co, Th, Sc, Zr و La. A: جزایر کمـانی اقیانوسی، B: جزایر کمان قاره‌ای، C: کرانه فعال قاره‌ای، D: کرانه غیر فعال قاره‌ای) [۴۰].



شکل ۱۶ تکامل ساختاری قطعه شرق ایران در زمان ائوسن [۱۰].

برداشت

در این پژوهش، شیل‌های کوه کمر در برش روم برای تفسیر خاستگاه، تجزیه زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی شدند. نتایج سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که ماسه سنگ‌های این منطقه در دو گروه نیمه آرکوز و آرکوز قرار دارند. از نظر سنگ‌نگاری، شیل‌ها غنی از کوارتز، آلبیت، کلسیت و به مقدار کمی کانی رسی (ایلیت و کلریت) هستند. همچنین تصاویر SEM نشان دهنده کانی‌های رسی ایلیت و کلریت در این شیل‌هاست. شیل‌های منطقه نسبت به UCC تهی‌شدگی در Nb, Cu, MgO, CaO, Na_2O و Sr و غنی‌شدگی در Y, V, CO, Ni و U را نشان

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.13.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.445]

می‌دهند. این بررسی نشان می‌دهد که سنگ‌های خاستگاه از انواع سنگ آذرین حدواسط هستند. شرایط آب و هوایی و هوازدگی در ناحیه خاستگاه نشان از هوازدگی متوسط تا ضعیف و مربوط به آب و هوای خشک و نیمه خشک و قرار داشتن ایران در زمان ائوسن در عرض جغرافیایی تقریباً ۳۰ درجه شمالی دارد که این جایگاه نتایج بالا را تأیید می‌کند. همچنین در بررسی جایگاه زمین‌ساختی، بیشتر نمونه‌ها در جایگاه کرانه قاره‌ای فعال قرار دارند.

مراجع

[1] Mondal M.E.A., Wani H., Mondal B., *"Geochemical signature of provenance, tectonics and chemical weathering in the Quaternary flood plain sediments of the Hindon River, Gangetic plain, India"*, Tectonophysics 566 (2012) 87- 94.

[2] Armas P., Moreno C., Sánchez M.L., González F., *"Sedimentary palaeoenvironment, petrography, provenance and diagenetic inference of the Anacleto Formation in the Neuquén Basin, Late Cretaceous, Argentina"*, Journal of South American Earth Sciences 53 (2014) 59-76.

[3] Mahavaraju J., *"Geochemistry of Late Cretaceous sedimentary rocks of the Cauvery Basin, South India: Constraints on paleo weathring, provenance, and end Cretaceous environments",* Chemostratigraphy 8 (2015) 185-214.

[4] Khanehbad M., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Nadjafi A., *"Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleo_oxygenation Conditions at a Passive Continental Margin"*, Geochemistry International 50 (2012) 777-790.

[5] Zand-Moghadam H., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Bavi H., *"Comparison of tidalites in silicicastic, carbonate, and mixed siicicastic-carbonate System: examples from Cambrian and Devonian deposits of East-Central Iran"*, ISRN Geology (2013) 1-21.

[6] Oghenekome M.E., Tapas K., Chatterjee T.K., Van Bever Donker J.M., Napoleon N., Hammond Q., *"Geochemistry and weathering history of the Balfour sandstone formation, Karoo basin, South Africa: Insight to provenance and tectonic setting",* Journal of African Earth Sciences, 10.1016/j.jafrearsci.2018.07.014.

[7] Cullers R.L., *"The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, U.S.A implications for provenance and metamorphic studies"*, Lithos 51 (2000) 305-327.

[8] Hessler A.M., Lower D.M., *"Wethering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, south Africa"*, Precambrian Research 151 (2000) 185-210.

[9] DaPeng L., YueLong C., Zhong W., Yu L., Jian Z., *"Paleozoic sedimentary record of the Xing-Meng Orogenic Belt, Inner Mongolia: implications for the provenances and tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt"*, Chinese Science Bulletin 57 (2012) 776-785.

[11] Shahidi A., Baharfiroozi A., *"Geological Map of Iran. 1:100,000 Roum", Geological Survey of Iran* (1991).

[12] Folk R.L., *"Petrology of Sedimentary Rocks"*, Hamphill, Austin, Texas (1980) 182 p.

[13] Moosavirad A.M., Janardhana M.R., Sethumadhav M.S., Moghadam M.R., Shankara M., *"Geochemistry of lower Jurassic shales of the Shemshak Formation, Kerman Province, Central Iran: Provenance, source weathering and tectonic setting"*, Chemie der ErdeGeochemistry 71 (2011) 279–288.

[14] Salehi M.A., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Wilmsen M., Heubeck Ch., *"Tectonic and palaeogeographic implications of compositionalvariations within the siliciclastic Ab-Haji Formation (Lower Jurassic, east central Iran)",* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungenb 271 (2014) 21-48.

[15] Wronkiewicz D.J., Condie K.C., *"Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3.0-Ga-old continental craton",* Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (1989) 1537- 1549

[16] Kalsbeek F., Frei R., *"Geochemistry of Precambrian sedimentary rocks used to solve stratigraphical problems: an example from the Neoproterozoic Volta basin, Ghana"*, Precambrian Research 176 (2010) 66–75.

to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering", Journal of Asian Earth Sciences 32 (2008) 34–48.

[26] Akulshina E.P., *"Evolution of physicochemical condition of sedimentation in the Riphean and Phanerozoic (with Siberia as example), Sreda I Zhizn v Geologicheskom Proshlom (Environment and life in Geological Past)",* Novosibirsk: Nauka (1990) 17-26.

[27] Alvarez N.M., Roser B.P., *"Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting"*, Journal of South American Earth Sciences 23 (2007) 271–289.

[28] Fedo C.M., Young G.M., Nest H.W., Hanchar J.M., *"Potassicand sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup Canada"*, Precambrian Research 84 (1997) 17–36.

[29] Cox R., Lower D.R., Cullers R.L., *"The influence of sediment recycling and Basement composition of Evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States",* Geochimica et Cosochimica Acta 59 (1995) 2919–2940.

[30] Lee Y.L., *"Provenance Derived from the Geochemistry of Late Paleozoic–Early Mesozoic Mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea",* Sediment. Geolical 149 (2002) 219–235.

[31] Suttner L.J., Dutta P.K., *"Alluvial sandstone composition and palaeoclimate: framework mineralogy",* Journal of Sedimentary Petrology, 56 (1985) 329–345.

[32] Habicht J.K.A., *"Paleoclimate, Paleomagnetism, and Continental Drift",* American Association of Petroleum Geologists, 9 (1979) 1-18.

[33] Nowrouzi N., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Mahmudy Gharaie M.H., Ghaemi F., *"Petrography and geochemistry of Silurian Niur sandstones, Derenjal Mountains, East Central Iran: implications for tectonic setting, provenance and weathering"*, Arabian Journal of Geosciences 7 (2013) 2793-2813.

[34] Jafarzadeh M., Moussavi-Harami R., Amini A., Mahboubi A., Farzaneh F., *"Geochemical*

[17] Mishra M., Sen S., *"Geological signatures of Mesoproterozoic siliciclastic rocks of the Kaimur Group of the Vindhyan Supergroup, Central India. Chin"*, Journal Geochemical 20 (2010) 21–32.

[18] Quasim M.A., Nath hota R., Ahmad A.H.M., Albaroot M., *"An approach to provenance and tectonic setting of the Proterozoic Upper Kaimur Group sandstones, Son Valley: constraints from framework mineralogy and heavy mineral analysis"*, Himalayan Geology, 3 (2018), 145 – 160.

[19] Roser B.P., Korsch R.J., *"Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data"*, Chemical Geology 67 (1988) 119–139.

[20] Schieber J., *"A combined petrographical-geochemical provenance study of the Newland formation, Mid- Proterozoic of Montana"*, Geological Magazine 129 (1992) 223–237.

[21] Hayashi K., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H., *"Geochemistry of 1.9 sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada",* Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (1997) 4115–4137.

[22] Nesbitt H.W., Young G.M., *"Early Proterozoic climates and plate motionsbinferred from major element chemistry of lutites"*, Nature 299 (1982) 715–717.

[23] Araujo C.E.G., Pineo T.R.G., Caby R., Costa, F.G.J.C., Vasconcelos, A.M., Rodrigues J.B., *"Provenance of the Novo Oriente Group, Southwestern Ceara Central Boiron, Borborema province (NE Brazil): A dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin?",* Gondawana Research 18 (2010) 497-513.

[24] Velmurugan K., Madhavaraju J., Balaram V., Ramachandran A., Ramasamy S., Ramirez-Montoya E., Saucedo-Samaniego J.C., *"Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Clastic Rocks of the Kerur Formation, Badami Group, Mohare Area, Karnataka, India",* Geological Evolution of the Precambrian Indian Shield, Society of Earth Scientists Series, 2019, https://doi.org/10.1007/978-3-319-89698-4_11.

[25] Paikaray S., Banerjee S., Mukherji S., *"Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic*

[38] Aghaei A., Mahboubi A., Moussavi-Harami R., Heubeck C., Nadjafi A., *"Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Jurassic carbonate ramp in the Eastern Alborz range and Binalud Mountains, NE Iran"*, Facies 59 (2012) 863- 889.

[39] Parent H., Raoufian A., Seyed-Emami K., Ashouri A.R., Majidifard M.R., *"The Bajocian-Kimmeridgian Ammonite Fauna of the Dalichai Formation in the SE Binalud Mountains, Iran",* Informes del Insitituto de Fisiografíay Geología1 (2014) 1-60.

[40] Bhatia M.R., Crook K.A., *"Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 92 (1986) 181–193.

constrants on the provenance of Oligocene-Miocene siliciclast deposits (Zivah Formation) of NW Iran: implications for the tectonic evolution of the Caucasus", Arabian Journal of Geosciences 7 (2014) 4245- 2463.

[35] Zaid S.M., Gahtani F.A., *"Provenance, diagenesis, tectonic setting, and geochemistry of Hawkesbury Sandstone (Middle Triassic), southern Sydney Basin, Australia",* Journal of Earth Sciences 24 (2015) 72-98.

[36] Bhatia M.R., *"Plate tectonics and geochemical composition of sandstones"*, Geology 91 (1983) 611–626.

[37] Kroonenberg S.B., *"Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments"*, Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A (1994) 69-81.